Agromet
journal.ipb.ac.id/index.php/agromet
ISSN : 0126 - 3633

Prediksi Curah Hujan Bulanan Menggunakan Teknik Jaringan Syaraf Tiruan

Rainfall Prediction Using Artificial Neural Network

Resti Salmayenti[1], Rahmat Hidayat[1*], Aris Pramudia[2]

[1]Departemen Geofisika dan Meteorologi, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Institut Pertanian Bogor
Gedung FMIPA Jl. Meranti Wing 19 Lv.4 Kampus IPB Dramaga Bogor 16680
[2]Balai Penelitian Agroklimat dan Hidrologi-Balitklimat

ARTICLE INFO

Article history:
Received 31 August 2015
Received in revised form 2 February 2017
Accepted 10 February 2017

DOI: 10.29244/j.agromet.32.1.11-21

Keywords:
Artificial Neural Network
ENSO
IOD
Prediction
Rainfall

ABSTRACT

Artificial neural network (ANN) is widely used for modelling in environmental science including climate, especially in rainfall prediction. Current knowledge has used several predictors consisting of historical rainfall data and El Niño Southern Oscillation (ENSO). However, rainfall variability of Indonesian is not only driven by ENSO, but Indian Ocean Dipole (IOD) could also influence variability of rainfall. Here, we proposed to use Dipole Mode Index (DMI) as index of IOD as complementary for ENSO. We found that rainfall variability in region with a monsoonal pattern has a strong correlation with ENSO and DMI. This strong correlation occurred during June-November, but a weak correlation was found for region with rainfall's equatorial pattern. Based on statistical criteria, our model has R^2 0.59 to 0.82, and RMSE 0.04-0.09 for monsoonal region. This finding revealed that our model is suitable to be applied in monsoonal region. In addition, ANN based model likely shows a low accuracy when it uses for long period prediction.

PENDAHULUAN

Keragaman curah hujan di Indonesia ditentukan oleh berbagai faktor antara lain interaksi atmosfer dan lautan di Samudera Pasifik (As-syakur et al., 2014; Schollaen et al., 2015) yang dikenal sebagai fenomena ENSO (*El Nino Southern Oscillation*), dan di Samudera Hindia (As-syakur et al., 2014; Lee, 2015; Lestari et al., 2014) yang dikenal IOD (*Indian Oceanic Dipole*). Berdasarkan Hendon (2003), 50% keragaman curah hujan Indonesia saat musim kemarau dapat dijelaskan oleh variasi indeks ENSO dan 25% dari DMI (*Dipole Mode Index*).

Penyimpangan terhadap sebaran dan intensitas curah hujan tentu akan berpengaruh langsung terhadap penyediaan air untuk tanaman (Elliott et al., 2014; Liuzzo et al., 2015). Persediaan air yang kurang memadai akan beresiko pada tingkat keberhasilan produksi, sehingga dapat menurunkan jumlah produktivitas pertanian (Surmaini et al., 2015). Kejadian *El Nino* dan *La Nina* menyebabkan peningkatan luas lahan pertanian yang mengalami kekeringan, banjir dan puso sehingga berdampak pada perubahan produksi tanaman pangan (Haefele et al., 2016; Pandey and Shukla, 2015).

Penelitian mengenai prediksi curah hujan diperlukan untuk mengurangi dampak terhadap penurunan tingkat produksi pertanian. Hasil prediksi dapat digunakan dalam penetapan pola tanam dan varietas tanaman yang cocok dengan kondisi iklim (Dharmarathna et al., 2014; Rosenzweig and Udry, 2014; Shukla et al., 2014). Pengaruh sirkulasi global terhadap curah hujan Indonesia menyebabkan kebutuhan model prediksi untuk menduga keragaman curah hujan dalam skala ruang dan waktu, misal dengan metode Jaringan Syaraf Tiruan (JST) (Abbot and Marohasy, 2014; Nastos et al., 2014). Mekanisme JST meniru kerja otak manusia dengan menggunakan metode pembelajaran pola data historikal yang terdiri dari lapisan masukan, lapisan tersembunyi dan lapisan keluaran.

Beberapa penelitian prediksi curah hujan JST telah dilakukan di berbagai wilayah di dunia (RanjanNayak et al., 2013; Venkata Ramana et al., 2013). Penelitian di Indonesia menunjukkan bahwa hasil

* *Corresponding author*. rahmat.hidayat.asad@gmail.com

prediksi curah hujan metode JST mampu mengikuti nilai aktual variabilitas curah hujan wilayah Indramayu (Apriyana, 2015). Penelitian pada wilayah sentral pertanian di Indonesia (Subang dan Karawang), menggunakan prediktor berupa data curah hujan historis dan indeks ENSO Nino-3.4 menghasilkan tingkat ketepatan prediksi berkisar 64-96% (Syarifuddin et al., 2009). Namun, walaupun R^2 model prediksi JST tinggi, terkadang curah hujan prediksi memiliki keragaman kecil dan belum mampu memprediksi curah hujan ekstrim tinggi pada beberapa kejadian dengan akurat.

Hasil prediksi yang rendah diduga karena pengaruh dari faktor lain. Oleh karena itu, pada penelitian ini dilakukan prediksi curah hujan bulanan dengan menambahkan DMI sebagai salah satu prediktor, serta mempelajari dan membandingkan hasil prediksi dengan penggunaan prediktor lain. Penelitian dilakukan pada duabelas stasiun pengamatan, yaitu stasiun hujan Sampali, Padang Marpoyan, Bojonegoro, Indramayu, Ciomas, Samuntai, Samarinda, Naibonat, Uthan Rhee, Gerung, Poetere dan Kendari.

METODE PENELITIAN

Analisis Karakter Curah Hujan dan Korelasi dengan Indeks ENSO dan DMI

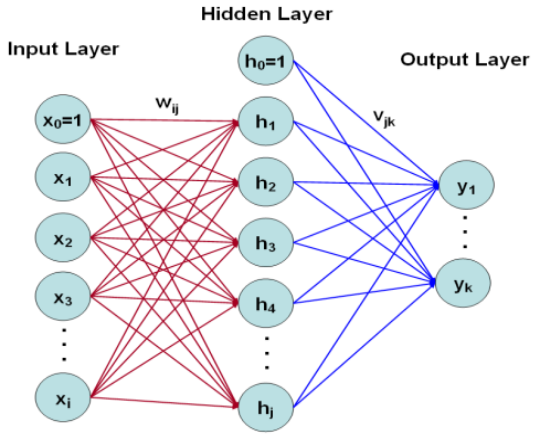
Karakter curah hujan dilihat dari pola curah hujan bulanan suatu wilayah. Pola tersebut didapatkan dari rata-rata curah hujan setiap bulan selama periode 1985-2012. Analisis korelasi dilakukan dengan menghitung nilai koefisien korelasi (r) antara curah hujan bulanan setiap wilayah kajian dengan indeks ENSO wilayah Nino-3.4 dan korelasi antara curah hujan bulanan dengan nilai DMI. Persamaan (1) digunakan untuk menghitung korelasi.

$$r_{xy} = \frac{n\sum x_i y_i - (\sum x_i)(\sum y_i)}{\sqrt{\left\{n\sum x_i^2 - (\sum x_i)^2\right\}}\sqrt{\left\{n\sum y_i^2 - (\sum y_i)^2\right\}}} \quad (1)$$

dimana r_{xy} = korelasi, X = Variabel 1, Y = Variabel 2 dan N = jumlah data.

Penyusunan Model Prediksi Curah Hujan

Prediksi curah hujan bulanan dilakukan menggunakan metode JST. Penyusunan model menggunakan beberapa parameter atau prediktor. Terdapat tiga kombinasi model yang digunakan pada penelitian ini dengan prediktor yang berbeda setiap model. Model 1 menggunakan prediktor berupa data curah hujan historis selama kurang lebih 18-28 tahun dan data DMI pada periode waktu yang sama. Model 2 menggunakan prediktor curah hujan historis dan indeks ENSO Nino-3.4, sedangkan model 3 menggunakan prediktor berupa curah hujan historis, DMI dan indeks ENSO Nino-3.4. Pada penelitian ini dilakukan empat skenario prediksi, yaitu prediksi untuk 1-tahun (2009), 2-tahun (2009-2010), 3-tahun (2009-2011) dan 5-tahun (2009-2013). Perbedaan antara keempat skenario prediksi ini adalah panjang periode prediksi yag berbeda.



Gambar 1 Skema proses prediksi menggunakan jaringan syaraf tiruan

Normalisasi nilai prediktor Xi. Normalisasi bertujuan untuk menyeragamkan nilai pada setiap prediktor sehingga berkisar antara 0-1. Normalisasi dapat dilakukan dengan Persamaan (2).

$$\text{Xnorm} = \frac{[\text{x}-\text{xmin}]}{[\text{xmaks}-\text{xmin}]} \quad (2)$$

Penentuan nilai acak pembobot. Penyusunan model prediksi dilakukan melalui iterasi menggunakan modul *solver* pada program *Microsoft Excel*. Proses iterasi didasarkan pada penurunan nilai RMSE hingga mendekati nol, proses ini akan dihentikan saat tidak ada perubahan RMSE. RMSE dihitung menggunakan Persamaan (3).

$$\text{RMSE} = \sqrt{\sum_{t=1}^{n} \frac{(Tt-yt)^2}{n}} \quad (3)$$

dengan Tt = curah hujan aktual bulan ke-t dan Yt = nilai dugaan curah hujan bulan ke-t.

Pendugaan nilai y_t., yaitu dengan menghitung nilai pada lapisan tersembunyi (h_j) dan nilai keluaran (y_t) melalui Persamaan (4-5) (Syarifuddin et al., 2009).

$$\text{hj} = \frac{1}{1+e^{-\sum \text{wij Xi}}} \quad (4)$$

$$\text{yt} = \frac{1}{1+e^{-\sum \text{vjk hj}}} \quad (5)$$

dengan:

$\sum w_{ij}X_i$ (Model 1) = $w_0 + w_{1j}*X_1 + w_{2j}*X_2 + w_{3j}*X_3 + w_{4j}*X_4 + w_{DMIj}*X_{DMI}$

$\sum w_{ij}X_i$ (Model 2) = $w_{0j} + w_{1j}*X_1 + w_{2j}*X_2 + w_{3j}*X_3 + w_{4j}*X_4 + w_{ENSOj}*X_{ENSO}$

$\sum w_{ij}X_i$ (Model 3) = $w_{0j} + w_{1j}*X_1 + w_{2j}*X_2 + w_{3j}*X_3 + w_{4j}*X_4 + w_{DMIj}*X_{DMI} + w_{ENSOj}* X_{ENSO}$

$\Sigma v_{jk}h_j = v_{01}*h_0 + v_{11}*h_1 + v_{21}*h_2 + v_{31}*h_3 + v_{41}*h_4 + v_{51}*h_5 + \ldots + v_{91}*h_9 + v_{101}*h_{10}$

dimana hj = nilai pada lapisan terembunyi, yt = nilai pada lapisan *output*, X_1 = kode bulan, 1 hingga 12 berturut-turut (Januari-Desember), X_2 = nilai curah hujan pada waktu (t-1), X_3 = nilai curah hujan pada waktu (t-2), X_4 = nilai curah hujan pada waktu (t-3), X_{DMI} = nilai DMI, X_{ENSO} = nilai indeks ENSO wilayah Nino-3.4.

Penentuan nilai koefisien determinasi (R^2), dengan menggunaan Persamaan (6).

$$R^2 = \frac{[\sum_{t=1}^{n}(yt-\bar{y})(Tt-\overline{T})]^2}{\sum_{t=1}^{n}(yt-\overline{y})^2 \sum_{t=1}^{n}(Tt-\overline{T})^2} \quad (6)$$

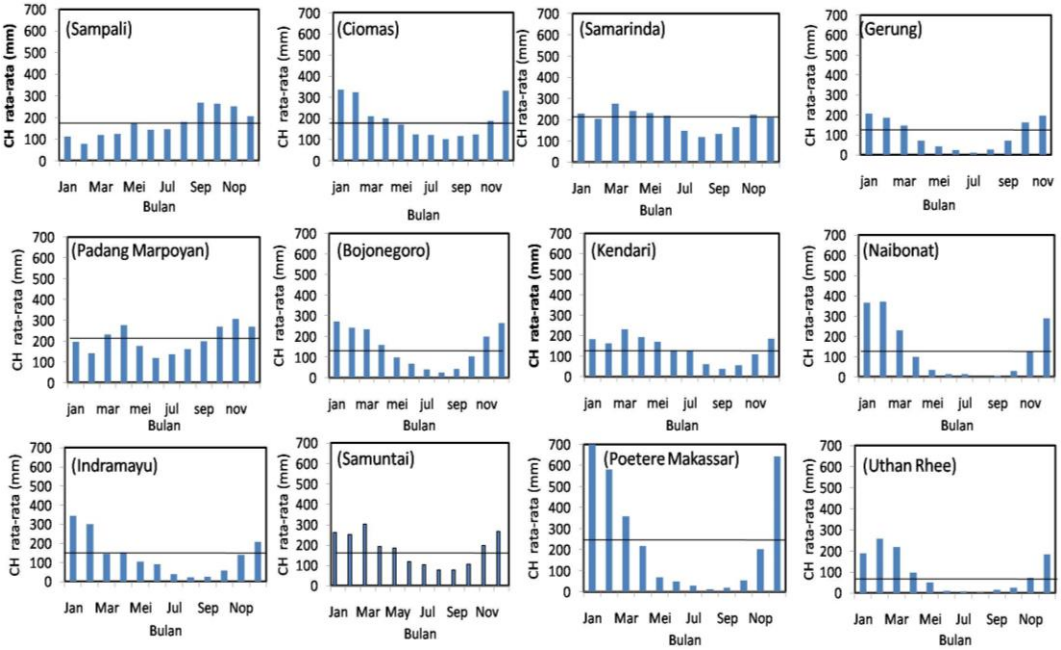
Uji Validasi

Validasi dilakukan dengan cara membandingkan curah hujan hasil prediksi dengan data observasi pada periode waktu yang sama dengan melihat koefisien determinasi dan RMSE setiap wilayah pengamatan. Jumlah data yang digunakan untuk validasi adalah duabelas bulan pada tahun 2013.

HASIL DAN PEMBAHASAN

Karakteristik Curah Hujan Bulanan

Curah hujan rataan yang terlihat pada Gambar 2 terbagi atas dua pola, yaitu pola ekuatorial dan monsunal perbedaan pola hujan tersebut berdasarkan fluktuasi dan durasi dari periode musim hujan dan musim kemarau yang terjadi pada suatu wilayah, pola ini serupa dengan penelitian As-syakur et al. (2013) dan Aldrian and Dwi Susanto (2003). Curah hujan pola ekuatorial dicirikan oleh bentuk bimodial (dua puncak hujan) yang biasanya terjadi sekitar bulan Maret dan Oktober atau pada saat terjadi ekuinoks (Aldrian and Dwi Susanto, 2003; Bayong et al., 2008). Pola hujan ini dimiliki oleh stasiun pengamatan hujan yang terletak dekat dengan garis ekuator, yaitu Padang Marpoyan, Sampali, dan Samarinda. Pola hujan ekuatorial memiliki variasi curah hujan bulanan yang cenderung kecil karena curah hujan yang diterima saat musim kemarau cukup tinggi, sehingga tidak menunjukkan perbedaan yang telalu signifikan dengan curah hujan saat musim hujan. Curah hujan bulanan stasiun Padang Marpoyan, Sampali dan Samarinda berkisar antara 123-303 mm, 78-302 mm dan 118-276 mm.



Gambar 2 Rataan curah hujan bulanan periode 1985-2012 pada duabelas stasiun pengamatan

Curah hujan pola monsunal dicirikan oleh pola unimodial (satu puncak musim hujan). Puncak musim kemarau terjadi pada periode bulan Juni-Agustus, dan puncak musim hujan terjadi pada periode bulan Desember-Februari, sedangkan enam bulan lainnya antara periode tersebut merupakan peralihan antara kedua musim. Pola monsunal ditunjukkan oleh stasiun yang terletak di wilayah Indonesia selatan (selatan katulistiwa), yaitu Ciomas, Bojonegoro, Indramayu, Samuntai, Kendari, Poetere, Naibonat, Gerung dan Uthan Rhee. Berbeda dengan pola ekuatorial, pola monsunal memiliki perbedaan jumlah curah hujan yang terlihat jelas dan signifikan antara musim hujan dan musim kemarau. Curah hujan musim kemarau umumnya lebih kecil dari 50 mm perbulan atau sama sekali tidak turun hujan pada bulan tertentu, sedangkan

curah hujan pada puncak musim hujan bahkan lebih dari 700 mm perbulan di stasiun hujan Poetere. Namun juga terdapat beberapa wilayah yang memiliki variasi curah hujan bulanan rendah, seperti di stasiun Kendari dan Gerung.

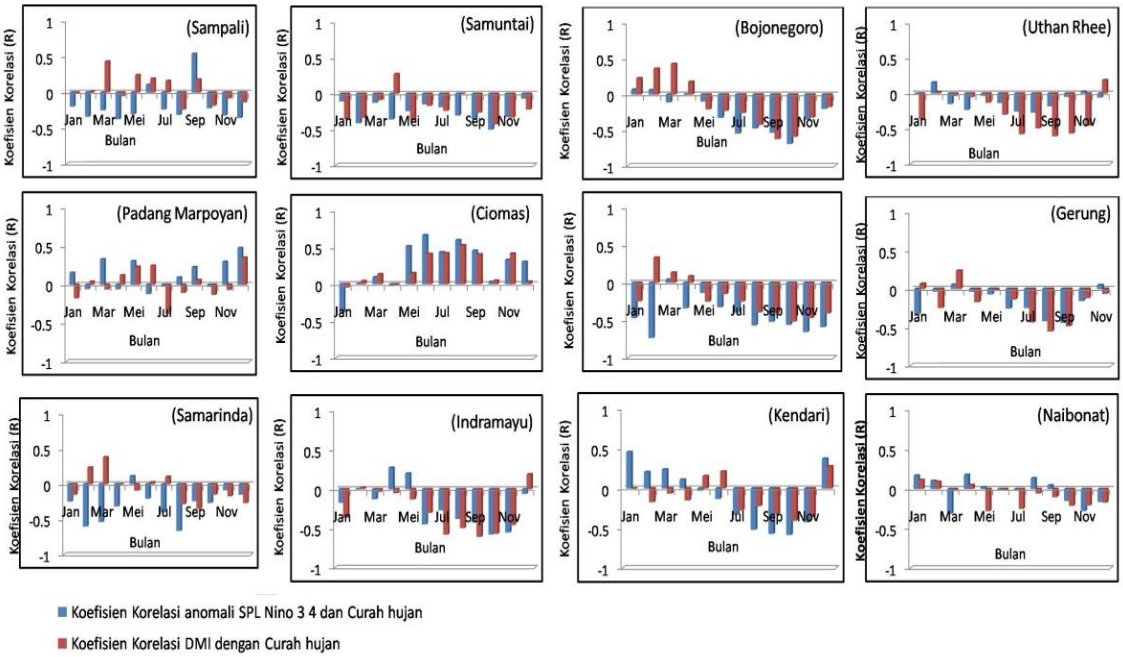
Koefisien Korelasi Curah Hujan dengan Indeks ENSO dan DMI

Pada Gambar 3 terlihat bahwa curah hujan setiap titik pengamatan memiliki hubungan dengan indeks ENSO di wilayah Nino-3.4 dan DMI. Stasiun pengamatan yang tertelak di pulau Sulawesi, Nusa Tenggara dan Jawa kecuali Ciomas, menunjukkan korelasi (r) negatif yang kuat mencapai -0.69 terutama saat puncak musim kemarau hingga awal musim hujan atau periode Juni-November. Namun, kuatnya korelasi curah hujan terhadap indeks ENSO dan DMI hingga mencapai 0.69 tidak menunjukkan bahwa curah hujan pada suatu wilayah dipengaruhi oleh kedua fenomena itu saja, korelasi lainnya sebesar 0.29 dipengaruhi oleh faktor lain. Korelasi pada periode lainnya berbeda antara satu stasiun dengan stasiun lainnya dengan nilai koefisien korelasi yang lemah dengan arah yang berubah-ubah.

Berbeda dengan stasiun pengamatan lainnya di pulau Jawa, koefisien nilai korelasi di Stasiun Ciomas menunjukkan korelasi yang kuat namun dengan arah positif untuk kedua fenomena pada periode Mei-September dan November. Artinya peningkatan SPL Nino-3.4 dan Samudera Hindia bagian barat diikuti dengan peningkatan curah hujan di stasiun Ciomas. Koefisien korelasi curah hujan dan indeks ENSO Nino-3.4 juga tinggi pada bulan Desember dengan nilai positif, dan negatif pada bulan Januari, sedangkan nilai korelasi pada bulan lainnya cenderung rendah.

Koefisien korelasi pada titik pengamatan yang terletak di Pulau Sumatera dan Kalimantan cenderung lemah dan tidak memiliki pola yang jelas dibandingkan koefisien di stasiun pengamatan lainya. Arah nilai korelasi umumnya berubah-ubah untuk stasiun pengamatan Padang Marpoyan dan Sampali, sedangkan bernilai negatif untuk wilayah Samarinda dan Samuntai. Hal ini sesuai dengan penelitian Tjasyono *et al.* (Bayong et al., 2008) dan Aldrian dan Susanto (Aldrian and Dwi Susanto, 2003) yang menyatakan bahwa dampak El Nino hanya di alami oleh beberapa bagian wilayah Indonesia.

Keragaman curah hujan pada stasiun pengamatan yang berada di wilayah bagian selatan Indonesia atau memiliki pola hujan monsunal berkorelasi kuat terhadap fenomena ENSO dan IOD (Fadholi, 2013; Hamada et al., 2012; Qian and Robertson, 2010). Adanya korelasi antara curah hujan dengan kondisi atmosfer-lautan di kedua samudera ini menjadikan kedua parameter iklim global ini dapat digunakan sebagai prediktor model prediksi curah hujan JST.

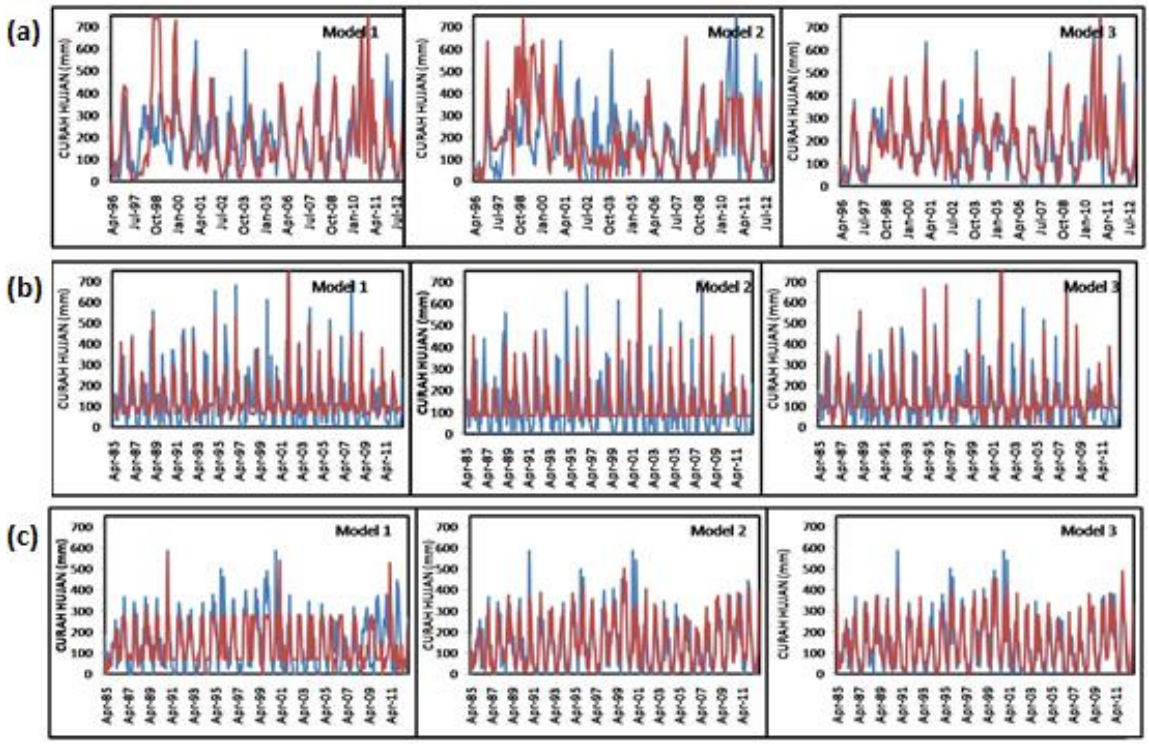


Gambar 3 Koefisien korelasi antara curah hujan rata-rata dengan indeks ENSO wilayah Nino-3.4 dan DMI pada duabelas titik pengamatan periode 1985-2012

Perbandingan Hasil Simulasi Model dan Prediksi

Grafik pada Gambar 4 menunjukkan perbandingan curah hujan observasi dan keluaran simulasi pada tiga kombinasi model yang berbeda di wilayah dengan pola hujan monsunal.. Hasil simulasi didapatkan dari *training set* proses simulasi setiap model untuk periode 1985-2012. Curah hujan hasil simulasi menunjukkan pola dan nilai yang hampir sama

dengan curah hujan observasi untuk stasiun pengamatan Ciomas dan Bojonegoro. Jika dibandingkan antara tiga model yang digunakan, maka terlihat pada Gambar 4 bahwa curah hujan dari proses simulasi model 3 menunjukkan nilai yang lebih mendekati curah hujan aktual dibandingkan model lainnya. Hal sedikit berbeda terjadi di stasiun Indramayu, proses simulasi model 1 dan model 2 tidak dapat menduga variabilitas curah hujan dengan baik terutama nilai curah hujan yang rendah, namun hasil simulasi model 3 sudah mampu menduga curah hujan rendah pada tahun 2006 dan 2009.



Gambar 4 Perbandingan hasil simulasi model dengan curah hujan observasi di wilayah (a) Ciomas, (b) Indramayu dan (c) Bojonegoro dengan menggunakan tiga model JST pada periode 1985-2012 (aktual dan simulasi ditunjukkan oleh warna biru dan merah)

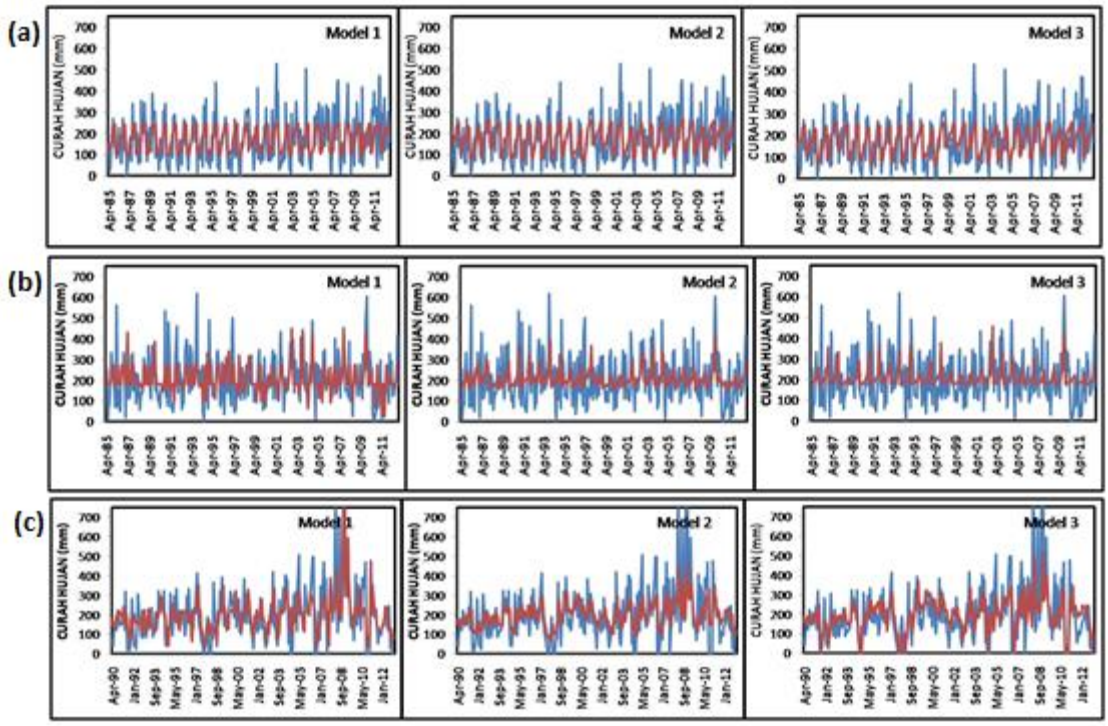
Berbeda dengan pola hujan sebelumnya, Gambar 5 merupakan perbandingan curah hujan hasil simulasi dan curah hujan aktual pada stasiun pengamatan dengan pola hujan ekuatorial. Simulasi ketiga model pada stasiun Sampali dan Padang Marpoyan yang terletak di pulau Sumatera dan stasiun Samarinda di Kalimantan hanya dapat menduga pola curah hujan saja, namun tidak dapat menduga nilai curah hujan tinggi dan rendah. Secara umum, curah hujan hasil dugaan model berada pada nilai tengah antara curah hujan tinggi dan curah hujan rendah. Hasil simulasi ketiga model di stasiun Sampali terlihat tidak mengalami perubahan, sedangkan hasil simulasi pada stasiun Padang Marpoyan dan Samarinda lebih berfluktuasi dan mengikuti pola curah hujan aktual pada saat menggunakan model 1.

Keakuratan Prediksi Model Jaringan Syaraf

Suatu model prediksi dapat dikatakan akurat jika menunjukkan koefisien determinasi (R^2) antara curah hujan prediksi dengan curah hujan aktual yang mendekati satu dan menunjukkan nilai RMSE atau tingkat kesalahan antara prediksi dengan aktual mendekati nol. Tabel 1 menunjukkan bahwa terdapat variasi nilai korelasi determinasi dan RMSE antara nilai curah hujan hasil simulasi model dengan curah hujan actual dengan menggunakan tiga kombinasi model.

Pada model 1 diketahui bahwa stasiun pengamatan dengan pola curah hujan ekuatorial memiliki nilai R^2 yang relatif rendah, berkisar antara 0.30-0.32 dengan nilai RMSE cenderung tinggi (0.11-0.17). Stasiun pengamatan dengan pola curah hujan monsunal kecuali stasiun Kendari dan Samuntai umumnya memiliki nilai R^2 yang lebih tinggi (0.50-0.77) dengan RMSE lebih rendah (0.07-0.13).

Perubahan parameter inputan pada model 2 menyebabkan perubahan nilai R^2 dan RMSE pada beberapa stasiun. Perbedaan ini disebabkan oleh variasi pengaruh indeks ENSO Nino-3.4 yang berbeda dengan pengaruh DMI yang digunakan sebagai prediktor model sebelumnya. Stasiun dengan pola hujan ekoatorial tetap memiliki nilai R^2 rendah berkisar 0.13-0.37 dengan RMSE 0.14-0.17 dibandingkan pola monsunal.



Gambar 5 Perbandingan hasil simulasi model dengan curah hujan observasi di wilayah (a) Sampali, (b) Padang Marpoyan dan (c) Samarinda dengan menggunakan tiga model JST pada periode 1985-2012 (aktual dan simulasi ditunjukkan oleh warna biru dan merah)

Beberapa Stasiun yang terletak di bagian selatan Indonesia, yaitu Ciomas, Indramayu, Bojonegoro, dan Gerung mengalami penurunan R^2 menjadi 0.52-0.74 dengan RMSE 0.07-0.15. Peningkatan R^2 terjadi di stasiun Naibonat, Poetere dan Uthan Rhee dengan kisaran nilai menjadi 0.67-0.80 dan RMSE yang menurun menjadi 0.08-0.11. Tingginya koefisien korelasi antara curah hujan di stasiun dengan pola hujan monsunal dengan indeks ENSO Nino-3.4 menyebabkan peningkatan R^2 dan penurunan RMSE yang cukup signifikan, sedangkan rendahnya pengaruh indeks ENSO terhadap curah hujan di stasiun Samuntai menyebabkan hasil simulasi model 1 hampir sama dengan model 2.

Tabel 1 Perbandingan koefisien determinasi dan RMSE dari tiga model prediksi yang digunakan pada duabelas wilayah kajian

Stasiun	Model 1		Model 2		Model 3	
	R^2	RMSE	R^2	RMSE	R^2	RMSE
Bojonegoro	0.75	0.07	0.74	0.07	0.78	0.06
Indramayu	0.54	0.11	0.52	0.11	0.60	0.10
Kendari	0.44	0.14	0.56	0.13	0.59	0.12
Naibonat	0.76	0.09	**0.80**	0.08	**0.82**	0.08
Samuntai	0.36	0.19	0.36	0.19	0.36	0.19
Uthan Rae	0.50	0.13	0.67	0.11	0.80	0.09
Poetere	0.65	0.11	0.69	0.09	0.69	0.09
Gerung	0.66	0.12	0.52	0.15	0.71	0.11
Ciomas	**0.77**	0.12	0.63	0.15	0.80	0.08
Padang Marpoyan	0.30	0.15	0.13	0.17	0.14	0.16
Sampali	0.30	0.17	0.31	0.16	0.31	0.16
Samarinda	0.32	0.11	0.37	0.14	0.32	0.12

Prediksi model 3 di stasiun pengamatan dengan pola hujan ekuatorial seperti Padang Marpoyan dan Sampali, memiliki nilai R^2 dan RMSE hampir sama dengan model 2, sedangkan stasiun Samarinda memiliki nilai yang sama antara model 3 dengan model 1. Tidak ada perubahan R^2 dan RMSE yang signifikan pada stasiun tersebut diduga karena lemahnya korelasi antara curah hujan dengan indeks ENSO dan DMI, sehingga hasil prediksi cenderung tetap. Untuk stasiun pengamatan dengan pola hujan monsunal (Ciomas, Indramayu, Poetere, Kendari, Bojonegoro, Gerung, Naibonat dan Uthan Rhee), keakuratan prediksi

mengalami peningkatan dibandingkan kedua model lainnya dengan R^2 0.59-0.82 dengan RMSE menjadi 0.06-0.12, sedangkan keakuratan model 3 pada stasiun Samuntai cenderung sama dengan kedua model sebelumnya.

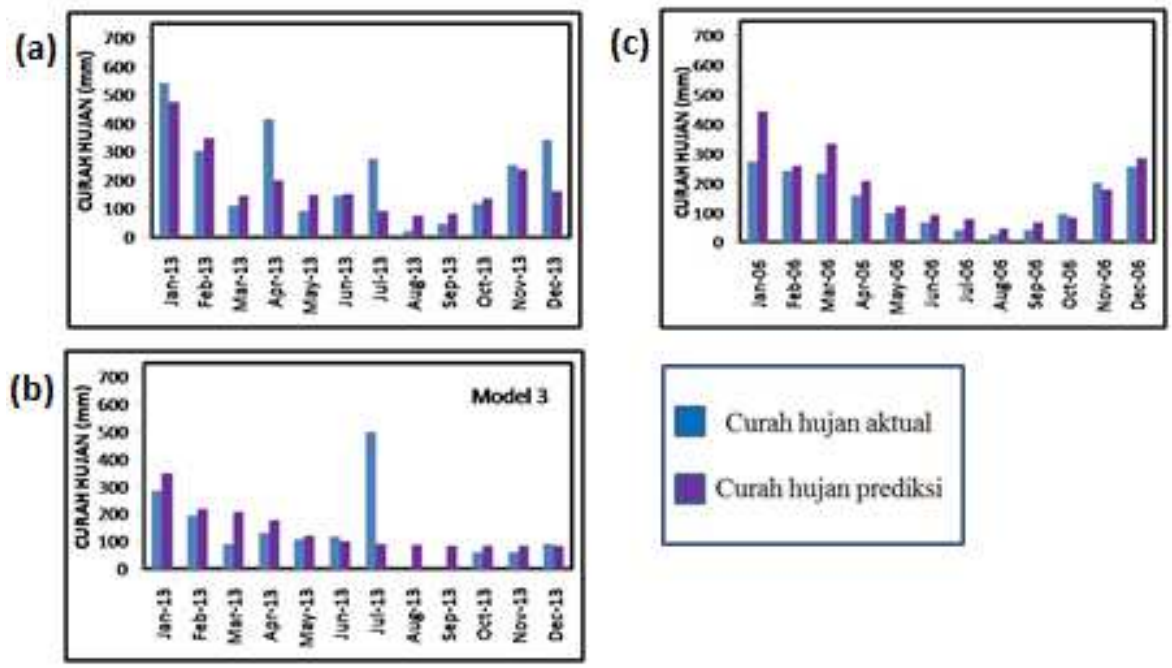
Dari tiga model yang digunakan, model 3 merupakan model prediksi terbaik pada stasiun Bojonegoro, Indramayu, Ciomas, Poetere, Kendari, Naibonat, Uthan Rhee, dan Gerung dengan koefisien determinasi lebih tinggi dan RMSE lebih rendah dibandingkan model lainnya. Perbedaan tingkat keakuratan prediksi setiap model disebabkan adanya variasi pengaruh fenomena ENSO dan IOD di setiap wilayah. Berdasarkan koefisien korelasi antara curah hujan dengan indeks ENSO Nino-3.4 dan DMI, diketahui bahwa pola monsunal memiliki nilai r tinggi sehingga keluaran prediksi model menjadi lebih akurat. Stasiun Samuntai yang tidak mengalami perubahan keakuratan yang signifikan dari ketiga model yang digunakan disebabkan oleh rendahnya interaksi kedua fenomena terhadap variabilitas curah hujan.

Stasiun Padang Marpoyang yang terletak di bagian barat Indonesia memiliki keakuratan prediksi lebih tinggi saat menggunakan model 1 karena curah hujan di stasiun tersebut lebih dipengaruhi oleh DMI, sedangkan stasiun Samarinda yang terletak di Kalimantan, lebih dipengaruhi fenomena ENSO. Stasiun Sampali dan Samuntai yang tidak mengalami perubahan keluaran prediksi yang signifikan dari ketiga model yang digunakan disebabkan oleh rendahnya interaksi kedua fenomena terhadap variabilitas curah hujan di kedua stasiun pengamatan. Keragaman curah hujan pada titik pengamatan yang memiliki pola hujan ekuatorial diduga lebih dipengaruhi oleh faktor lokal dibandingkan faktor iklim global seperti ENSO dan IOD.

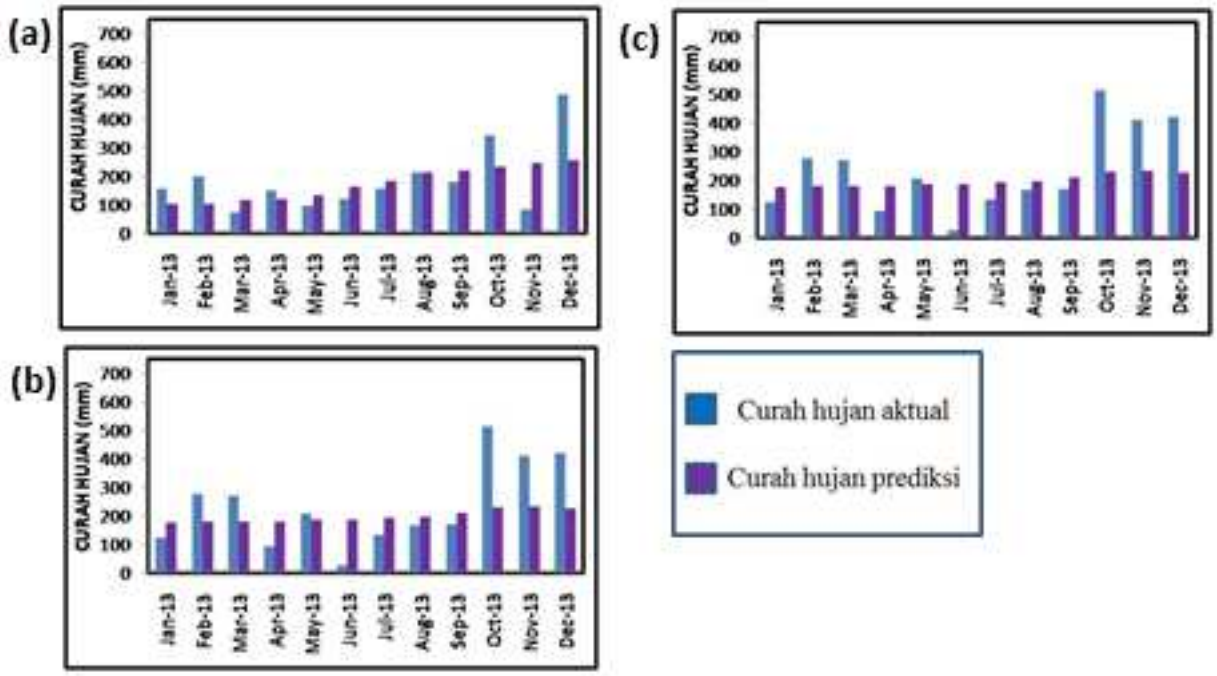
Validasi Model

Gambar 6 menunjukkan validasi curah hujan hasil prediksi untuk tahun 2013 dengan curah hujan aktual di beberapa stasiun hujan dengan pola monsunal. Curah hujan hasil dugaan model JST menunjukkan nilai dan pola yang mendekati curah hujan aktual, walaupun terkadang model tidak dapat menduga dengan baik, seperti pada bulan April dan Juli di stasiun Ciomas serta Juli pada stasiun Indramayu, model menduga curah hujan lebih rendah dibandingkan aktual. Sedangkan pada bulan Januari di stasiun Bojonegoro, hasil dugaan model menunjukkan nilai yang lebih tinggi. Tingkat keakuratan hasil prediksi di tiga stasiun tersebut cukup tinggi dengan koefisien determinasi atau R^2 berkisar 0.33-0.53 dan RMSE rendah berkisar 0.11-0.14.

Validasi model pada stasiun dengan pola hujan ekuatorial (Sampali, Padang Marpoyan dan Samarinda) yang terlihat pada Gambar 7 menunjukkan bahwa model prediksi curah hujan tidak dapat menduga curah hujan aktual dengan baik. Curah hujan hasil prediksi tidak dapat menduga pola hujan, karena dugaan model cenderung bernilai konstan sepanjang tahun. Tingkat keakuratan prediksi cenderung lebih rendah dibandingkan stasiun lainnya yang memiliki pola monsunal, hal ini terlihat dari nilai R^2 yang lebih rendah dengan kisaran nilai 0.33-0.45 dan RMSE tinggi berkisar 0.14-0.27.



Gambar 6 Validasi curah hujan aktual dengan curah hujan prediksi tahun 2013 pada stasiun (a) Ciomas, (b) Indramayu dan (c) Bojonegoro dengan menggunakan model 3

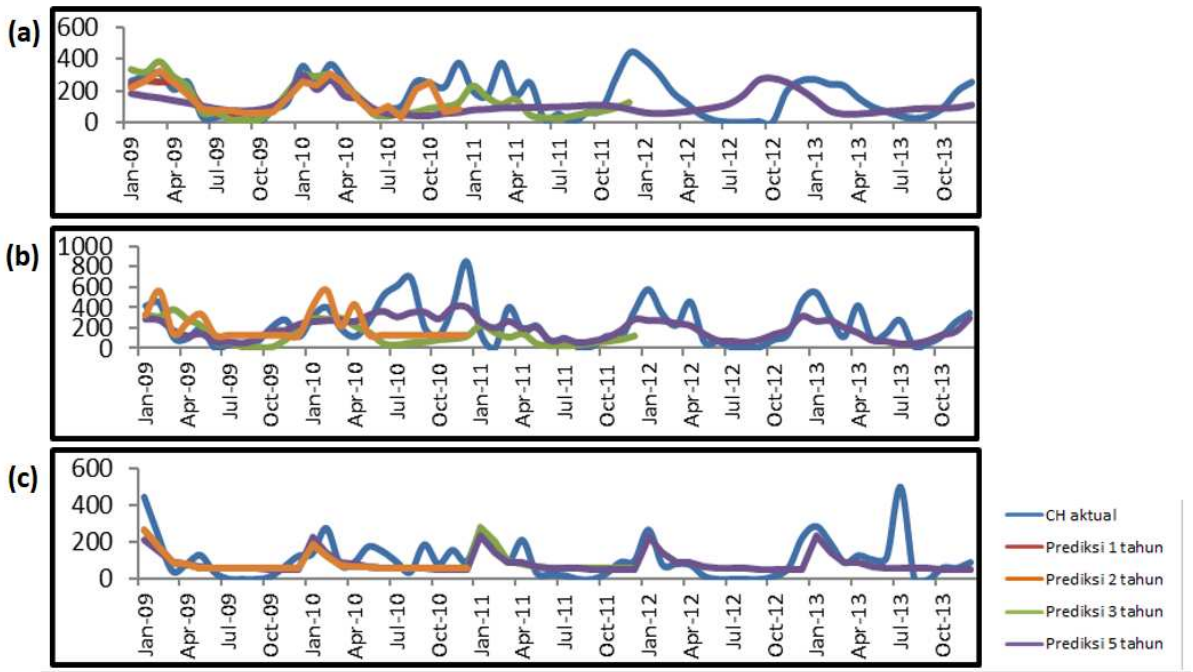


Gambar 7 Validasi curah hujan aktual dengan curah hujan prediksi tahun 2013 pada stasiun Sampali, Padang Marpoyan dan Samarinda

Ketepatan Prediksi model JST pada Beberapa Skenario Model

Untuk mengetahui tingkat ketepatan prediksi berdasarkan panjang periode prediksi yang dilakukan, maka dilakukan beberapa skenario prediksi dengan menggunakan model 3 JST. Data historis yang digunakan adalah periode 1985-2008 untuk semua skenario. Empat skenario tersebut terdiri dari prediksi 1-tahun (2009), prediksi 2-tahun (2009-2010), prediksi 3-tahun (2009-2011) dan prediksi 5-tahun (2009-2013). Hasil prediksi diplotkan pada satu grafik yang terlihat pada Gambar 8 dan Gambar 9.

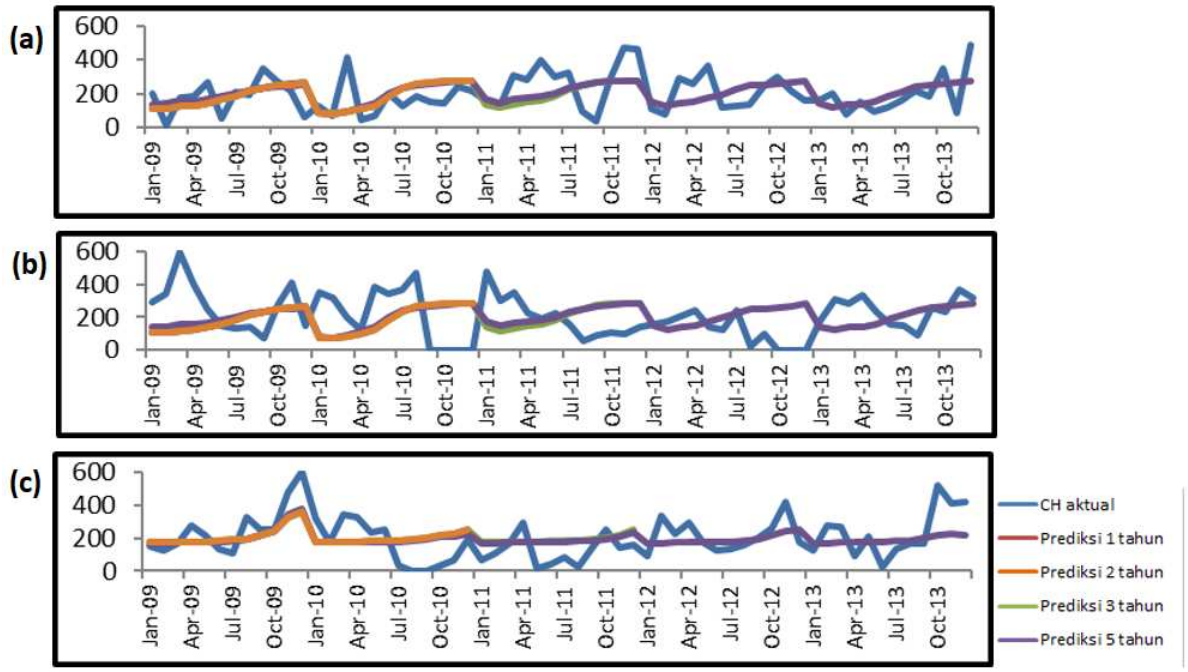
Gambar 8 menunjukkan hasil prediksi curah hujan berdasarkan empat skenario yang berbeda di stasiun dengan pola hujan monsunal. Pada grafik terlihat bahwa hasil prediksi 1-tahun dan 2-tahun dapat menduga pola dan nilai curah mendekati nilai dan pola aktual, hal ini terjadi pada semua stasiun.



Gambar 8 Grafik curah hujan prediksi dengan panjang periode prediksi yang berbeda pada stasiun (a) Bojonegoro; (b) Ciomas; (c) Indramayu dengan pola hujan monsunal

Pada prediksi 3-tahun dan 5-tahun, terlihat pada grafik bahwa model JST hanya dapat menduga pola curah hujan aktal, namun terkadang nilai yang dihasilkan berbeda dengan aktual, terutama ntuk stasiun Bojonegoro, Samuntai, Kendari, Gerung dan Ciomas. Hal ini menunjukkan bahwa semakin panjang periode prediksi yang dilakukan, maka tingkat ketepatan prediksi akan semakin berkurang.

Berbeda dengan curah hujan pola monsunal, curah hujan pola ekuatorial memiliki korelasi rendah terhadap indeks ENSO dan DMI, sehingga model JST tidak dapat menduga curah hujan aktual di stasiun ini dengan tepat. Pola dan nilai curah hujan prediksi yang dihasilkan model berbeda dengan aktual, baik untuk skenario prediksi 1-tahun dan 2-tahun, maupun prediksi 3-tahun dan 5-tahun. Terdapat beberapa hasil prediksi yng menunjukkan nilai yang cenderung konstan dan tidak berfluktuasi mengikuti curah hujan aktual. Selain pengaruh prediktor yang kecil, rendahnya keakuratan prediksi ada wilayah dengan pola hujan ekuatorial diduga karena adanya keterbatasan model dalam pengolahan data saat menjalankan iterasi model.



Gambar 9 Grafik curah hujan prediksi dengan panjang periode prediksi yang berbeda pada stasiun (a) Sampali; (b) Padang Marpoyan; (c) Samarinda dengan pola hujan ekuatorial

KESIMPULAN

Pola curah hujan di dua belas stasiun pengamatan terbagi menjadi pola ekuatorial (Sampali, Padang Marpoyan dan Samarinda) dan pola monsunal (Ciomas, Indramayu, Bojonegoro, Poetere, Kendari, Samuntai, Gerung, Naibonat dan Uthan Rhee). Pola ekuatorial memiliki dua puncak musim hujan, sedangkan pola monsunal ditandai dengan satu puncak musim hujan. Indeks ENSO Nino-3.4 dan DMI memiliki korelasi yang berbeda-beda terhadap keragaman curah hujan pada setiap stasiun pengamatan. Stasiun pengamatan yang berada di wilayah bagian selatan Indonesia memiliki korelasi kuat negatif terutama pada periode Juni-November, sedangkan stasiun yang berada di wilayah dekat garis ekuator memiliki nilai korelasi yang lebih lemah.

Hasil simulasi dan aktual periode 1985-2012 menggunakan model 3 menunjukkan bahwa delapan titik pengamatan dengan pola monsunal menghasilkan tingkat keakuratan prediksi yang tinggi dengan R^2 berkisar 0.59-0.82 dan RMSE rendah dengan kisaran 0.04-0.09. Sedangkan hasil simulasi di stasiun yang berpola ekuatorial serta Samuntai memiliki tingkat keakuratan yang lebih rendah dengan kisaran R^2 0.13-0.37 dan RMSE 0.07-0.16. Hal ini dipengaruhi oleh indeks ENSO dan IOD sebagai prediktor yang juga rendah terhadap keragaman curah hujan di wilayah tersebut dan adanya limitasi model pada proses iterasi. Berdasarkan empat skenario model yang digunakan, semakin panjang periode prediksi yang dilakukan, maka tingkat keakuratan prediksi akan semakin berkurang.

DAFTAR PUSTAKA

Abbot, J., Marohasy, J., 2014. Input selection and optimisation for monthly rainfall forecasting in

Queensland, Australia, using artificial neural networks. Atmospheric Research 138, 166–178. https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.11.002

Aldrian, E., Dwi Susanto, R., 2003. Identification of three dominant rainfall regions within Indonesia and their relationship to sea surface temperature. International Journal of Climatology 23, 1435–1452. https://doi.org/10.1002/joc.950

Apriyana, Y., 2015. Aplikasi Model Prediksi Curah Hujan pada Dua Sentra Produksi Padi di Jawa Barat. Informatika Pertanian 24, 149–156.

As-syakur, A.R., Adnyana, I.W.S., Mahendra, M.S., Arthana, I.W., Merit, I.N., Kasa, I.W., Ekayanti, N.W., Nuarsa, I.W., Sunarta, I.N., 2014. Observation of spatial patterns on the rainfall response to ENSO and IOD over Indonesia using TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA). International Journal of Climatology 34, 3825–3839. https://doi.org/10.1002/joc.3939

As-syakur, A.R., Tanaka, T., Osawa, T., Mahendra, M.S., 2013. Indonesian rainfall variability observation using TRMM multi-satellite data. International Journal of Remote Sensing 34, 7723–7738. https://doi.org/10.1080/01431161.2013.826837

Bayong, T., Ruminta, A.L., Juaeni, I., Harijono, S.W.B., 2008. Dampak Variasi Temperatur Samudera Pasifik dan Hindia Ekuatorial Terhadap Curah Hujan di Indonesia. Jurnal Sains Dirgantara 5, 83–95.

Dharmarathna, W.R.S.S., Herath, S., Weerakoon, S.B., 2014. Changing the planting date as a climate change adaptation strategy for rice production in Kurunegala district, Sri Lanka. Sustainability Science 9, 103–111. https://doi.org/10.1007/s11625-012-0192-2

Elliott, J., Deryng, D., Müller, C., Frieler, K., Konzmann, M., Gerten, D., Glotter, M., Flörke, M., Wada, Y., Best, N., Eisner, S., Fekete, B.M., Folberth, C., Foster, I., Gosling, S.N., Haddeland, I., Khabarov, N., Ludwig, F., Masaki, Y., Olin, S., Rosenzweig, C., Ruane, A.C., Satoh, Y., Schmid, E., Stacke, T., Tang, Q., Wisser, D., 2014. Constraints and potentials of future irrigation water availability on agricultural production under climate change. Proc Natl Acad Sci USA 111, 3239. https://doi.org/10.1073/pnas.1222474110

Fadholi, A., 2013. Studi Dampak El Nino dan Indian Ocean Dipole (IOD) Terhadap Curah Hujan di Pangkalpinang. Jurnal Ilmu Lingkungan 11, 43–50. http://dx.doi.org/10.14710/jil.11.1.43-50

Haefele, S.M., Kato, Y., Singh, S., 2016. Climate ready rice: Augmenting drought tolerance with best management practices. Field Crops Research 190, 60–69. https://doi.org/10.1016/j.fcr.2016.02.001

Hamada, J.-I., Mori, S., Kubota, H., Yamanaka, M.D., Haryoko, U., Lestari, S., Sulistyowati, R., Syamsudin, F., 2012. Interannual Rainfall Variability over Northwestern Jawa and its Relation to the Indian Ocean Dipole and El Nino-Southern Oscillation Events. Sola 8, 69–72. https://doi.org/10.2151/sola.2012-018

Hendon, H.H., 2003. Indonesian rainfall variability: Impacts of ENSO and local air-sea interaction. Journal of Climate 16, 1775–1790. https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<1775:IRVIOE>2.0.CO;2

Lee, H.S., 2015. General Rainfall Patterns in Indonesia and the Potential Impacts of Local Seas on Rainfall Intensity. Water 7, 1751–1768. https://doi.org/10.3390/w7041751

Lestari, R.K., Watanabe, M., Imada, Y., Shiogama, H., Field, R.D., Toshihiko Takemura, Kimoto, M., 2014. Increasing potential of biomass burning over Sumatra, Indonesia induced by anthropogenic tropical warming. Environmental Research Letters 9, 104010.

Liuzzo, L., Noto, L.V., Arnone, E., Caracciolo, D., La Loggia, G., 2015. Modifications in Water Resources Availability Under Climate Changes: A Case Study in a Sicilian Basin. Water Resources Management 29, 1117–1135. https://doi.org/10.1007/s11269-014-0864-z

Nastos, P.T., Paliatsos, A.G., Koukouletsos, K.V., Larissi, I.K., Moustris, K.P., 2014. Artificial neural networks modeling for forecasting the maximum daily total precipitation at Athens, Greece. Atmospheric Research 144, 141–150. https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.11.013

Pandey, V., Shukla, A., 2015. Acclimation and Tolerance Strategies of Rice under Drought Stress. Rice Science 22, 147–161. https://doi.org/10.1016/j.rsci.2015.04.001

Qian, J.-H., Robertson, A.W., 2010. Interactions among ENSO, the Monsoon, and Diurnal Cycle in Rainfall Variability over Java, Indonesia. Journal of the Atmospheric Sciences 67, 3509–3523. https://doi.org/10.1175/2010JAS3348.1

RanjanNayak, D., Mahapatra, A., Mishra, P., 2013. A Survey on Rainfall Prediction using Artificial Neural Network. International Journal of Computer Applications 72, 32–40. https://doi.org/10.5120/12580-9217

Rosenzweig, M.R., Udry, C., 2014. Rainfall Forecasts, Weather, and Wages over the Agricultural Production Cycle. American Economic Review

104, 278–83. https://doi.org/10.1257/aer.104.5.278

Schollaen, K., Karamperidou, C., Krusic, P., Cook, E., Helle, G., 2015. ENSO flavors in a tree-ring $\delta^{18\$}O$ record of Tectona grandis from Indonesia. Climate of the Past 11, 1325–1333. https://doi.org/10.5194/cp-11-1325-2015

Shukla, S., McNally, A., Husak, G., Funk, C., 2014. A seasonal agricultural drought forecast system for food-insecure regions of East Africa. Hydrology and Earth System Sciences 18, 3907–3921. https://doi.org/10.5194/hess-18-3907-2014

Surmaini, E., Hadi, T.W., Subagyono, K., Puspito, N.T., 2015. Early detection of drought impact on rice paddies in Indonesia by means of Niño 3.4 index. Theoretical and Applied Climatology 121, 669–684. https://doi.org/10.1007/s00704-014-1258-0

Syarifuddin, M., Koesmaryono, Y., Pramudia, A., 2009. Pengembangan Model Jaringan Syaraf Tiruan untuk Prediksi Curah Hujan Bulanan dan Pemanfaatannya bagi Perenceanaan Pertanian di Kabupaten Subang dan Karawang. Forum Pascasarjana 32, 169–178.

Venkata Ramana, R., Krishna, B., Kumar, S.R., Pandey, N.G., 2013. Monthly Rainfall Prediction Using Wavelet Neural Network Analysis. Water Resources Management 27, 3697–3711. https://doi.org/10.1007/s11269-013-0374-4